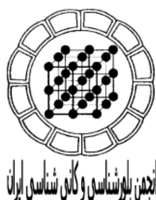


مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و یکم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۶۴۹ تا ۶۶۲

بررسی زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی ارلان (جنوب غرب مرند)، پهنه ایران مرکزی

احمد مجیدی[1]، محمد ابراهیمی[*1]، محسن موید[2]، علی حاج‌ابوالفتح[1]

۱- دانشگاه زنجان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

۲- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۱/۲۹، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۲/۲۷)

چکیده: توده نفوذی ارلان در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب مرند و در پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع است. این توده گرانیتی به سن کادومین در سازند کهر با سن پرکامبرین نفوذ کرده است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده گرانیت قلیایی تا گرانیت بوده و شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، زیرکن و کانی‌های کدر است. این سنگ‌ها دارای بافت‌های دانه‌ای، پرتیتی، گرانوفیری و میرمکیتی هستند. شواهدی چون کاهش اندازه دانه‌ها، ترک‌خوردگی، شکستگی، باز تبلور کانی‌ها، خمش ماکل و میرمکیت‌زایی در مناطق خرد شده، ناشی از عملکرد پهنه‌های برشی در منطقه بوده که در مواردی، باعث رخداد درجه‌هایی از دگرشکلی در سنگ‌های مورد بررسی گردیده است. توده گرانیتی ارلان با توجه به شواهد بافتی از توده‌های نیمه‌عمیق بوده و دارای فلدسپار پتاسیم هیپرسولووس تا ترانس‌سولووس، ماهیت آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین، غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است. مقایسه الگوی نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار توده گرانیتی ارلان با الگوهای استاندارد گرانیت‌های مربوط به محیط‌های زمین‌ساختی پسابرخوردی و درون صفحه‌ای نشان می‌دهد که جایگاه زمین‌ساختی این توده با محیط زمین ساختی پس از برخورد و جایگاه زمین پویایی درون صفحه‌ای سازگار است. توده گرانیتی ارلان از نوع A و مربوط به زیرگروه نوع A2 بوده و در یک محیط زمین ساختی پس از برخورد، از ذوب سنگ کره زیر قاره‌ای در یک نظام زمین‌ساختی کششی شکل گرفته است. تشکیل این توده مربوط به فازهای کششی پس از پایان فاز فشارشی پان آفریقاست.

واژه‌های کلیدی: *زمین شیمی؛ گرانیت؛ محیط زمین‌ساختی؛ ارلان؛ مرند.*

مقدمه

گرانیتوییدها را می‌توان به دو گروه گرانیتوییدهای ایجاد شده طی دگرگونی کمربندهای چین‌خورده (گرانیتوییدهای کوهزایی) و گرانیتوییدهای وابسته به بالازدگی و گسل‌های راستالغز اصلی (گرانیتوییدهای غیرکوهزایی یا نوع A) تقسیم نمود [۱]. واژه گرانیت نوع A نخستین بار توسط لویزل و ونز [۲] معرفی گردید. گرانیت‌های نوع A گرانیت‌های غیر کوهزایی سرشار از قلیایی‌ها (Na_2O+K_2O)، بی آب، با نسبت‌های بالایی از Ga/Al و دارای غنی‌شدگی نسبی از Zr، Hf، Ta و Nb هستند [۱، ۳]. این گرانیت‌ها در ارتباط با فعالیت‌های زمین‌ساختی کششی و دارای خاستگاه‌های متنوعی هستند [۴، ۵]. بر خلاف دیدگاه‌های اولیه که گرانیت‌های نوع A را شکل گرفته از ماگماهای بی آب می‌دانستند، امروزه خاستگاه آنها را ماگماهای آب‌دار گوشته‌ای و پوسته‌ای در نظر می‌گیرند [۶-۸].

گرانیت‌های نوع A به دو زیرگروه گرانیت‌های نوع A1 و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۶۴۱۹۴۵۳، پست الکترونیکی: ebrahimi@znu.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]

گرانیت‌های نوع A2 تقسیم می‌شوند. گرانیت‌های نوع A1 از یک گوشته شبیه بازالت‌های جزایر اقیانوسی شکل گرفته و در کافت‌های قاره‌ای جایگزین می‌شوند، در حالیکه گرانیت‌های نوع A2 از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای ناشی شده و در یک محیط کششی وابسته به فرورانش و یا جایگاه پس از برخورد قاره‌ای ایجاد می‌گردند [۹].

توده‌های نفوذی گرانیتی (برای مثال، گرانیت ارلان و گرانیت میشو)، دیوریتی و گابرویی همراه با سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری پلیوسن شامل برش آتشفشانی، توف، جریان‌های گدازه آندزیتی و گنبدهای داسیتی و تراکی‌آندزیتی در منطقه ارلان و بخش‌های کناری رخنمون دارند. از آنجا که تا پیش از این، بررسی سنگ‌شناسی دقیق بر توده گرانیتی ارلان انجام نگردیده بود، در راستای روشن شدن فعالیت‌های ماگمایی کادومین در این منطقه و بخش شمال غربی کشور، در این پژوهش زمین شیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی ارلان بررسی شده است. از پژوهش‌های پیشین پیرامون سنگ‌های آذرین درونی در این منطقه می‌توان به بررسی‌های سنگ‌شناسی بر سنگ‌های نفوذی (گرانیت، دولریت و گابرو) منطقه ارلان [۱۰] اشاره نمود.

توده‌های نفوذی شبیه توده گرانیتی ارلان در بخش شمال غربی کشور وجود دارند؛ برای مثال، می‌توان به توده گرانیتی شاهبلاغی در غرب زنجان [۱۱]، توده گرانیتی سرو جهان در شمال غرب ابهر [۱۲] و توده‌های گرانیتوییدی منطقه میشو [۱۳، ۱۴] اشاره نمود. توده شاهبلاغی بیشتر از گرانیت سفید بدون کانی‌های مافیک (گرانیت کاملاً روشن) تشکیل شده و یک گرانیت نوع A2 معرفی گردیده است [۱۱]. بر اساس سن‌سنجی انجام شده بر بلورهای زیرکن، سن گرانیت‌های سفید توده نفوذی شاهبلاغی ۶±۵۵۹ میلیون سال تعیین شده است [۱۵]. گرانیت میشو و سنگ‌های گرانیتوییدی شرق میشو نیز به عنوان گرانیت‌های نوع A معرفی شده‌اند [۱۳، ۱۴].

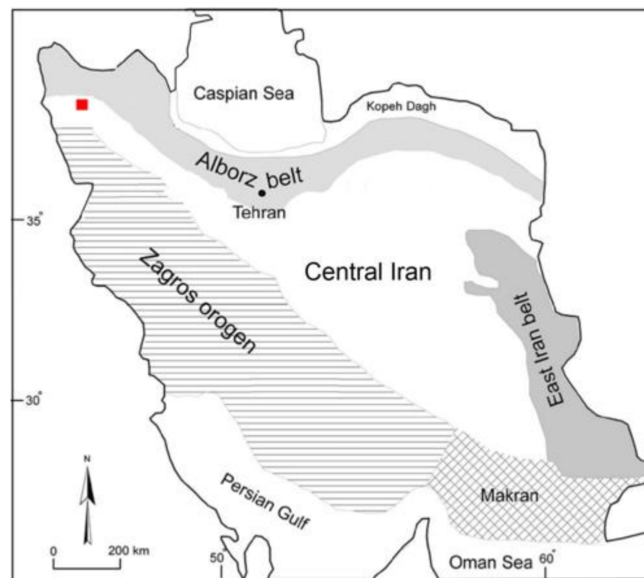
روش بررسی

پس از بازدیدهای صحرایی و نمونه‌برداری از سنگ‌های منطقه، تعداد ۴۰ مقطع نازک تهیه شد و پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، ۱۱ نمونه با کمترین دگرسانی انتخاب و برای تجزیه شیمیایی به شرکت ACME کانادا ارسال گردید. عناصر اصلی و فرعی به روش طیف‌سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) و عناصر خاکی نادر و کمیاب به روش طیف-سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP–MS) تجزیه شدند. مقدار عناصر اصلی و فرعی، پس از ذوب قلیایی و هضم در اسید نیتریک رقیق، ۰٫۲ گرم از نمونه با طیف‌سنج نشری پلاسمای جفت شده القایی اندازه‌گیری گردید. برای اندازه‌گیری عناصر خاکی نادر و عناصر کمیاب، پس از ذوب قلیایی و هضم در اسید نیتریک رقیق، ۰٫۲ گرم از نمونه با طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی تجزیه شد.

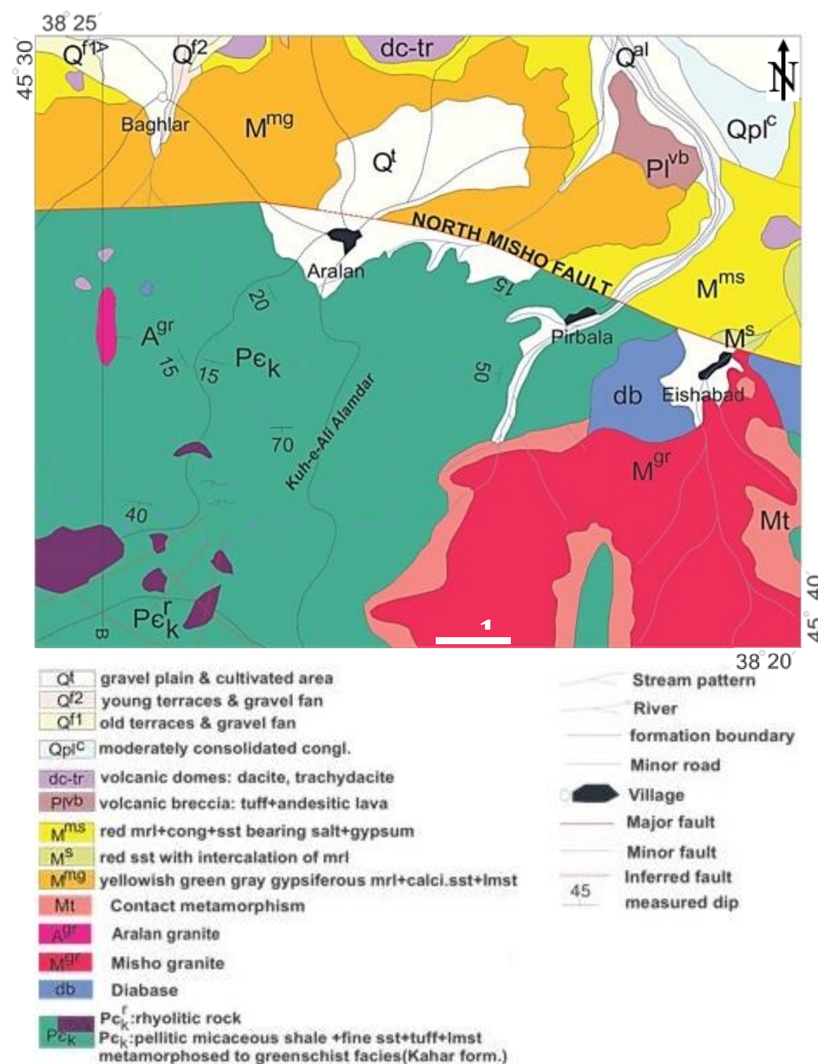
زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتی ارلان در گستره با مختصات طول‌های جغرافیایی ″۳۹ ′۳۰ °۴۵ تا ″۴۸ ′۳۰ °۴۵ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۲۷ ′۲۲ °۳۸ تا ″۵۱ ′۲۲ °۳۸ شمالی و در لبه غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مرند [۱۶] و نقشه زمین‌شناسی ۱٫۲۵۰۰۰۰ تبریز-پلدشت [۱۷] قرار دارد. این توده گرانیتی به صورت خطی در راستای شمالی- جنوبی بر یال شمالی رشته کوه میشو رخنمون یافته است. منطقه مورد بررسی براساس تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌شناسی و ساختاری ایران، در پهنه ایران مرکزی (شکل ۱) قرار می‌گیرد [۱۸]. برونزدهای سنگ‌های آذرین منطقه مربوط به دوران‌های پرکامبرین، پالئوزوییک، مزوزوئیک و سنوزوییک هستند [۱۶، ۱۷]. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی رسم شده بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱٫۱۰۰۰۰۰ مرند [۱۶] در شکل ۲ نشان داده شده است. در منطقه مورد بررسی، واحدهای سنگی پرکامبرین، پالئوزوییک، مزوزوئیک و سنوزوییک رخنمون دارند که این واحدها از قدیم به جدید بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱٫۱۰۰۰۰۰ مرند و ۱٫۲۵۰۰۰۰ تبریز-پلدشت در ادامه به اختصار شرح داده شده‌اند.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]



شکل ۱ نقشه پهنه‌های ساختاری ایران [۱۸] که منطقه مورد بررسی با مربع قرمز رنگ بر آن نشان داده شده است.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی که با کمی تغییر بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرند [۱۶] رسم شده است.

قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در سازند کهر شامل کلریت- سریسیت شیست و توف‌های کم دگرگون شده‌اند. توده نفوذی گرانیتی ارلان به سن نسبی پس از کهر درون اسلیت و فیلیت‌های سازند کهر نفوذ نموده است (شکل ۳). واحدهای سنگی و رسوبی جدیدتر دارای برون‌زد در این منطقه و بخش‌های کناری به ترتیب شامل دولومیت‌های زردرنگ توده‌ای چرت‌دار با میان‌لایه‌های شیل (سازند سلطانیه)، ماسه‌سنگ‌های قرمز میکادار با میان‌لایه‌های دولومیت زردرنگ (سازند باروت)، رسوب های ماسه‌سنگی و شیلی کامبرین (سازندهای زاگون و لالون)، نهشته‌های آهک ماسه‌ای همراه با شیل و مارن به سن کامبرین پسین- اردویسین (سازند میلا)، رسوب های ماسه‌سنگی پرمین به رنگ قرمز مایل به بنفش (سازند درود)، نهشته‌های آهکی و آهک دولومیتی ضخیم‌لایه پرمین (سازند روته)، نهشته‌های آهک مارنی و آهک دولومیتی ضخیم‌لایه تریاس (سازند الیکا)، رسوب های تخریبی لیاس شامل شیل سبز با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی (سازند شمشک)، نهشته‌های کرتاسه (شامل کنگلومرای قاعده‌ای، ماسه‌سنگ آهکی قرمز، آهک توده‌ای اوربیتولین‌دار، سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی، رسوب های فلیشی، آهک گلوبوترونکانادار و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی)، سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری ائوسن (برش آتشفشانی و گدازه‌های آندزیتی)، نهشته‌های میوسن (کنگلومرا، آهک توده‌ای، مارن، ماسه‌سنگ و گچ)، سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری پلیوسن (آندزیت، برش آتشفشانی و توف) و نهشته‌های کواترنری (شامل گنبدهای آتشفشانی داسیتی و تراکی‌داسیتی، گدازه‌های بازالتی، پادگانه‌های آبرفتی قدیمی، پادگانه‌های آبرفتی جوان، رسوب های آبرفتی عهد حاضر و پهنه‌های نمکی) هستند.

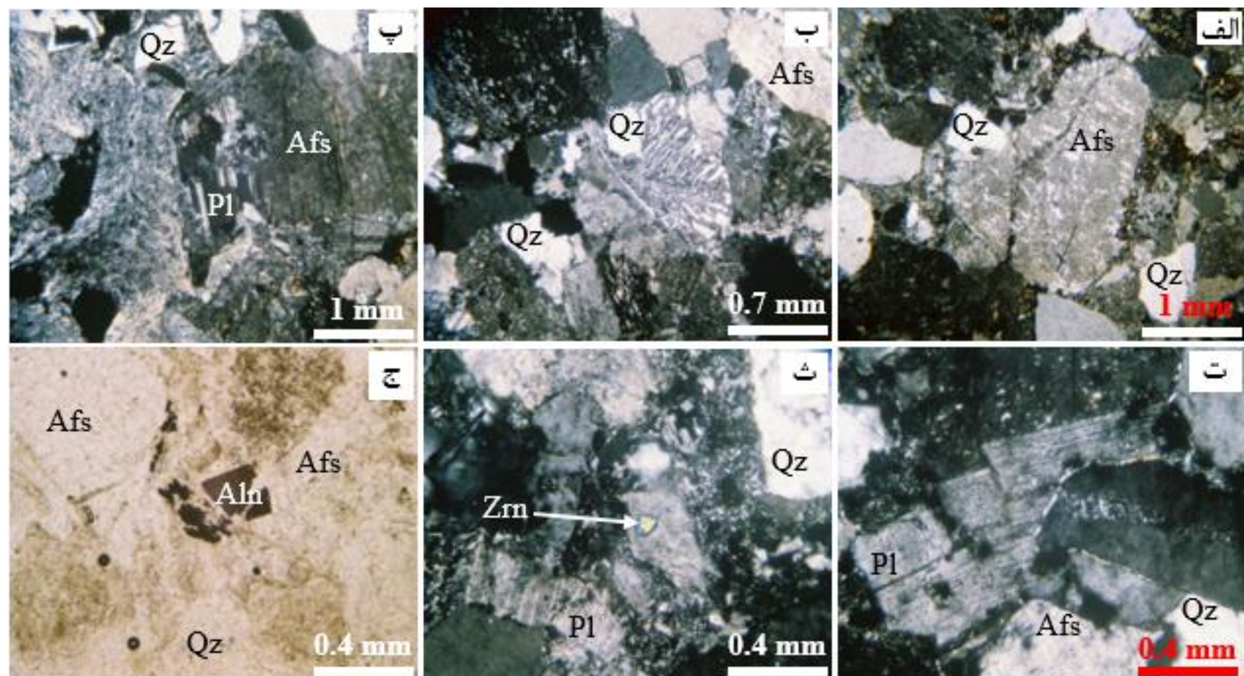
سنگ‌نگاری

توده نفوذی ارلان یک توده آذرین فلسیک با بافت دانه‌ای و رنو کاملاً روشن است. این توده بیشتر از گرانیت و کمتر از گرانیت فلدسپار قلیایی تشکیل شده است. سنگ‌های آذرین مورد بررسی دارای بافت دانه‌ای (شکل ۴) و بطور عمده شامل کوارتز و فلدسپار (فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز) هستند. گرانیت فلدسپار قلیایی بیشتر شامل فلدسپار پتاسیم (حدود ۶۵ درصد حجمی) و کوارتز (بین ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی) بوده و مقدار سایر کانی‌های موجود در سنگ کمتر از ۵ درصد است. بلورهای فلدسپار پتاسیم اغلب بی‌شکل و دارای بافت پرتیتی هستند (شکل ۴ الف). گاهی کوارتز و فلدسپار پتاسیم بطور شعاعی یا نیمه‌شعاعی هم‌رشدی داشته و بافت گرانوفیری ایجاد نموده‌اند (شکل ۴ ب). برخی فلدسپارهای پتاسیم‌دار سنگ تا حدی به کائولنیت تجزیه شده‌اند. در گرانیت فلدسپار قلیایی پلاژیوکلاز به مقدار ناچیز وجود دارد و به صورت بی‌شکل است. سنگ‌های گرانیتی مورد بررسی دارای بافت دانه‌ای و متوسط‌دانه هستند. کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتی شامل فلدسپار پتاسیم (۴۰-۳۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۵-۳۰ درصد حجمی) و کوارتز (۳۰-۲۵ درصد حجمی) هستند. فلدسپارهای پتاسیم‌دار اغلب به صورت بی‌شکل و به ندرت به صورت نیمه‌شکل‌دار هستند و تا حدی به کائولنیت تجزیه شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بی‌شکل (شکل ۴ پ) و نیمه‌شکل‌دار (شکل ۴ ت) هستند.



شکل ۳ تصویر صحرایی از توده نفوذی گرانیتی ارلان در سازند کهر (دید تصویر به سمت جنوب شرق).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های مورد بررسی: الف) گرانیت قلیایی با بافت دانه‌ای و بلور فلدسپار پتاسیم پرتیتی در مرکز تصویر، ب) هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار پتاسیم (بافت گرانوفیری) در گرانیت قلیایی، پ) بافت پادراپاکیوی در گرانیت. ت) بافت دانه‌ای در گرانیت. ث) گرانیت همراه با میانبار زیرکن در فلدسپار پتاسیم. ج) بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل آلانیت در گرانیت. تصویر ج در نور قطبیده صفحه ای (ppl) و بقیه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (Xpl) گرفته شده‌اند. Pl پلاژیوکلاز، Qz کوارتز، فلدسپار پتاسیم Afs، Aln آلانیت و Zrn زیرکن [۱۹].

پلاژیوکلازهای سنگ دارای ماکل تکراری هستند و گاهی به سریسیت تجزیه شده‌اند. با توجه به مقدار زاویه خاموشی در بلورهای پلاژیوکلاز که بین ۱۰ تا ۲۰ درجه است، ترکیب پلاژیوکلازها باید آلبیت تا الیگوکلاز باشد. برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت رورشدی (بافت پادراپاکیوی) هستند و با لایه‌ای از فلدسپار پتاسیم‌دار پوشیده شده‌اند (شکل ۴ پ). بیوتیت، زیرکن (شکل ۴ ث) و آلانیت (شکل ۴ ج) به عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها وجود دارند. بیوتیت با اندازه تا ۰٫۵ میلی‌متر اغلب به صورت نیمه‌شکل‌دار و با فراوانی کمتر از ۵ درصد حجمی در سنگ‌های گرانیتی یافت می‌شود. زیرکن و آلانیت به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با فراونی کمتر از ۱ درصد حجمی در سنگ وجود دارند. کائولنیت، سریسیت، کلسیت، کلریت و اپیدوت به عنوان کانی‌های ثانویه در سنگ‌های مورد بررسی یافت می‌شوند.

زمین شیمی توده نفوذی ارلان

داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل توده گرانیتی ارلان با طیف‌سنج نشری پلاسمای جفت شده القایی و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی در جدول ۱ ارائه گردیده‌اند.

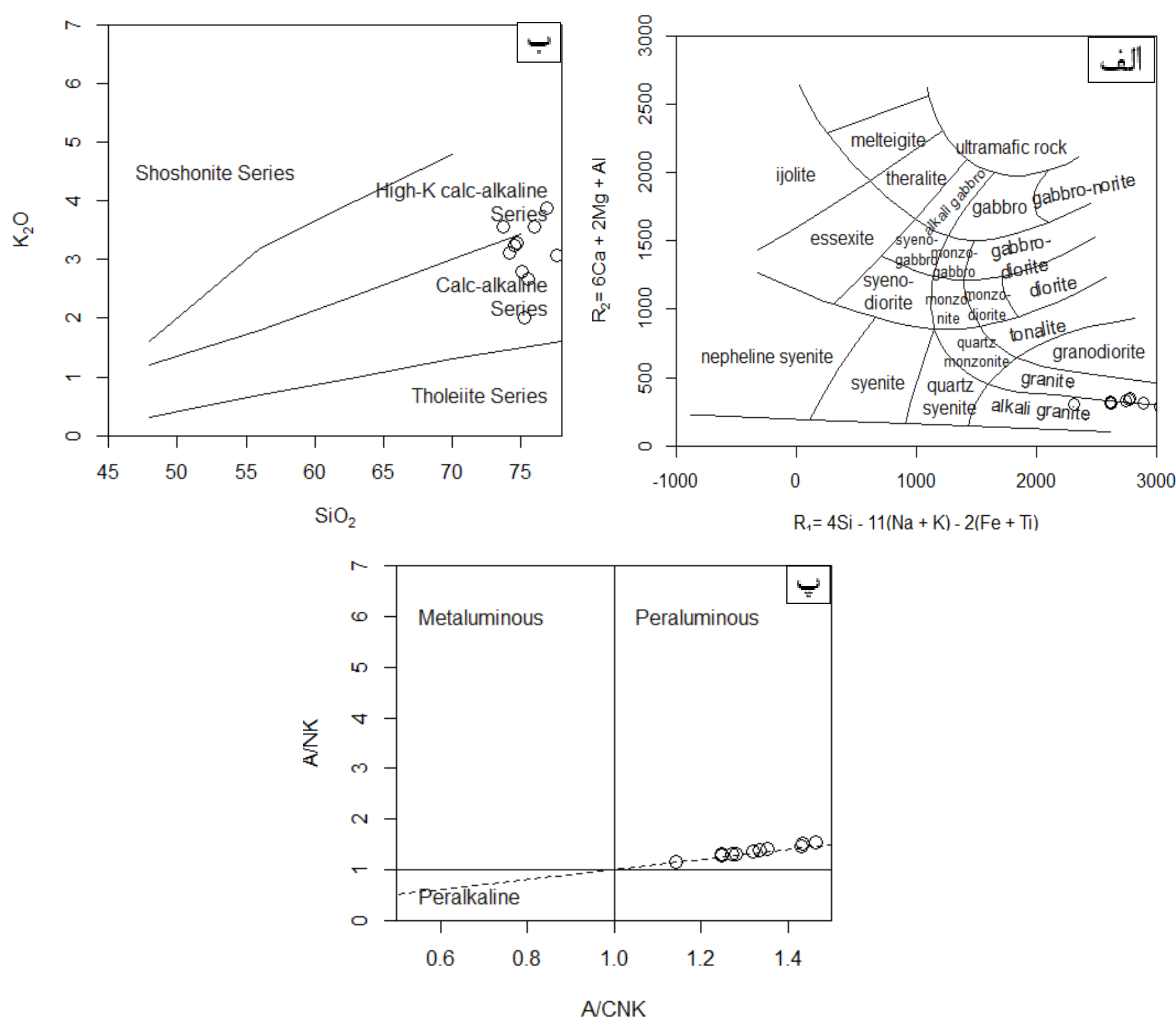
گستره تغییرات SiO_2، Al_2O_3، Fe_2O_3t، MgO، CaO، Na_2O، K_2O، TiO_2، P_2O_5 و MnO در سنگ‌های مورد بررسی به ترتیب ۷۳٫۷۳-۷۹٫۲۳، ۱۱٫۶۲-۱۵٫۳۱، ۰٫۴-۲٫۴۸، ۰٫۲۲-۰٫۹۵، ۰٫۱۰-۰٫۲۷، ۲٫۹۸-۶٫۲۲، ۲٫۰۱-۳٫۸۸، ۰٫۴۳-۰٫۲۴، ۰٫۰۱-۰٫۶۰ و ۰٫۱۳-۰٫۷۷ درصد است. نمونه‌های مورد بررسی بر اساس نمودار رده‌بندی R1-R2 [۲۰]، در گستره‌های گرانیت و گرانیت فلدسپار قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف)؛ پارامترهای R1 و R2 به ترتیب برابر با 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) و 6Ca+2Mg+Al هستند. به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های گرانیتی از نمودار تغییرات K_2O نسبت به سیلیس استفاده گردید [۲۱]. بر این اساس، سنگ‌های مورد بررسی بیشتر در گستره‌های آهکی قلیایی و آهکی قلیایی پتاسیم بالا قرار دارند (شکل ۵ ب). برای تعیین درجه اشباع از آلومین سنگ‌های گرانیتی منطقه ارلان از نمودار A/CNKنسبت به A/NK استفاده شد [۲۲]. بر این اساس، همه نمونه‌های مورد بررسی در گستره پرآلومین واقع هستند (شکل ۵ پ).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]

جدول ۱ داده‌های زمین شیمیایی سنگ کل سنگ‌های گرانیتی منطقه ارلان. اکسیدها بر حسب wt% و عناصر بر حسب ppm گزارش شده‌اند.

شماره نمونه	A-۱۴	A-۱۷	A-۱۸	A-۱۹	A-۲۰	A-۲۱	A-۲۳	A-۲۶	A-۲۸	A-۳۱	A-۳۲
SiO_2	۷۵٫۱۱	۷۵٫۹۵	۷۴٫۷۱	۷۵٫۵۶	۷۹٫۲۲	۷۶٫۹۰	۷۷٫۵۹	۷۵٫۲۷	۷۳٫۷۳	۷۴٫۱۷	۷۴٫۵۱
TiO_2	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۳۰	۰٫۲۴	۰٫۴۳	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۲۷
Al_2O_3	۱۴٫۳۱	۱۳٫۹۶	۱۴٫۲۰	۱۴٫۱۶	۱۱٫۶۲	۱۳٫۳۳	۱۲٫۹۹	۱۴٫۳۹	۱۳٫۳۱	۱۴٫۹۵	۱۵٫۳۱
Fe_2O_3t	۰٫۴۹	۰٫۵۸	۰٫۹۸	۰٫۵۰	۰٫۶۶	۰٫۵۰	۰٫۴۰	۰٫۴۲	۲٫۴۸	۰٫۹۵	۰٫۷۸
MnO	۰٫۳۲	۰٫۳۸	۰٫۳۸	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۴۲	۰٫۳۰	۰٫۱۳	۰٫۷۷	۰٫۴۰	۰٫۳۹
MgO	۰٫۶۰	۰٫۸۸	۰٫۹۵	۰٫۲۸	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۵۳	۰٫۵۰	۰٫۴۵	۰٫۲۲	۰٫۴۳
CaO	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۲۶	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۰	۰٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۲۵
Na_2O	۴٫۸۳	۳٫۷۱	۴٫۰۳	۴٫۹۷	۳٫۴۲	۲٫۹۸	۳٫۹۷	۶٫۲۲	۳٫۹۱	۳٫۹۹	۳٫۹۵
K_2O	۲٫۷۹	۳٫۵۶	۳٫۲۸	۲٫۶۶	۲٫۶۵	۳٫۸۸	۳٫۰۸	۲٫۰۱	۳٫۵۷	۳٫۱۱	۳٫۲۴
P_2O_5	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۱۱	۰٫۶۰	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۰	۰٫۰۵	۰٫۰۴
Cr_2O_3	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴
LOI	۱٫۶	۱٫۱	۱٫۶	۱٫۲	۱٫۵	۱٫۳	۱٫۱	۰٫۹	۱٫۴	۰٫۷	۰٫۸
مجموع	۹۹٫۹۱	۹۹٫۷۷	۹۹٫۸۷	۹۹٫۸۵	۹۹٫۸۴	۹۹٫۷۸	۹۹٫۸۵	۹۹٫۹۱	۹۹٫۸۹	۹۹٫۹۰	۹۹٫۵۷
Ba	۱۱۵۵	۱۸۳۸	۱۵۱۹	۱۲۳۱	۱۳۹۵	۱۵۶۸	۱۴۸۳	۵۳۶	۱۴۲۳	۱۲۲۶	۱۲۶۸
Rb	۶۶٫۷	۸۳٫۵	۷۵	۶۲	۵۸٫۸	۷۹٫۱	۶۳٫۹	۳۶٫۱	۴۹٫۶	۴۵٫۲	۵۱٫۷
Sr	۹۵٫۸	۹۱٫۷	۹۴٫۴	۱۰۳٫۵	۷۸٫۸	۵۴٫۷	۸۷	۵۹٫۵	۵۱٫۳	۵۵٫۴	۶۵٫۸
Zr	۱۱۷٫۲	۱۳۳٫۳	۱۴۰٫۸	۱۱۸	۱۱۹٫۵	۱۳۵٫۶	۱۱۲٫۶	۲۰۹٫۸	۱۲۴٫۹	۱۲۱٫۳	۱۲۸٫۸
Nb	۷	۵٫۱	۶٫۴	۷٫۸	۶	۴٫۴	۴٫۹	۶٫۹	۵٫۵	۵٫۸	۶٫۱
Co	۰٫۲	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۵	۱	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۸	۰٫۷
Zn	۱	۱	۲	۲	۳	۱	۱	۲	۱	۳	۲
Sc	۳	۳	۴	۳	۲	۵	۳	۵	۴	۳	۴
La	۲۴٫۱	۲۵٫۵	۲۶	۲۶٫۶	۱۸٫۸	۲۴٫۹	۱۹	۳۰٫۷	۲۲٫۳	۲۱٫۸	۲۳٫۲
Ce	۵۰٫۴	۵۱٫۳	۵۴٫۸	۵۵٫۷	۳۷	۵۰٫۶	۳۸٫۱	۶۶٫۳	۴۵٫۷	۴۸٫۳	۴۹٫۷
Pr	۵٫۴۹	۵٫۷۵	۶٫۱۷	۶٫۱۳	۴٫۱۴	۵٫۶۲	۴٫۴۶	۷٫۴۵	۵٫۹۳	۴٫۸۹	۵٫۲۱
Nd	۱۹٫۸	۱۸٫۹	۲۱٫۷	۲۲٫۱	۱۶٫۱	۱۹٫۳	۱۷٫۴	۲۷٫۱	۲۶٫۲	۱۷٫۹	۱۸٫۳
Sm	۳٫۶۵	۳٫۹۵	۴٫۴۸	۴٫۳۷	۲٫۸۲	۳٫۸۴	۳٫۳۱	۵٫۳۰	۳٫۱۱	۲٫۹۹	۳٫۴۷
Eu	۰٫۳۳	۰٫۴۶	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۲۴	۰٫۵۲	٫۳۴	۱٫۳۴	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۳۸
Gd	۳٫۲۹	۳٫۳۸	۴٫۲۱	۳٫۹۰	۲٫۷۵	۳٫۰۹	۳٫۱۲	۵٫۷۰	۴٫۱۰	۳٫۴۲	۳٫۷۱
Tb	۰٫۵۶	۰٫۵۷	۰٫۶۹	۰٫۶۴	۰٫۴۵	۰٫۵۷	۰٫۵۵	۰٫۹۸	۰٫۷۴	۰٫۵۲	۰٫۶۱
Dy	۳٫۲۲	۳٫۶۱	۴٫۵۶	۳٫۸۸	۲٫۸۸	۲٫۹۴	۳٫۳۳	۶٫۲۷	۴٫۹۵	۳٫۱۷	۳٫۲۹
Ho	۰٫۶۳	۰٫۷۲	۰٫۸۰	۰٫۷۵	۰٫۵۹	۰٫۶۶	۰٫۶۵	۱٫۲۸	۰٫۸۱	۰٫۶۱	۰٫۶۹
Er	۲٫۱۶	۱٫۹۶	۲٫۳۴	۲٫۱۹	۱٫۸۳	۲٫۰۲	۱٫۷۳	۳٫۴۳	۲٫۴۸	۱٫۹۹	۲٫۱۱
Tm	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۲۷	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۵۰	۰٫۴۱	۰٫۲۸	۰٫۲۹
Yb	۲٫۰۶	۱٫۸۹	۱٫۹۲	۲٫۰۵	۱٫۷۸	۱٫۹۲	۱٫۷۷	۳٫۱۲	۲٫۹۸	۱٫۸۱	۱٫۹۴
Lu	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۲۴	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۴۸	۰٫۳۴	۰٫۲۸	۰٫۲۹
Y	۲۰٫۷	۲۰٫۵	۲۴٫۲	۲۳	۱۸٫۸	۱۸٫۹	۱۶٫۹	۳۳٫۷	۲۶٫۱	۱۹٫۲	۲۰٫۱
Ta	۰٫۷	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۵
Hf	۵٫۴	۵٫۲	۶٫۳	۵٫۲	۴٫۷	۴٫۳	۳	۵٫۸	۵٫۶	۴٫۷	۵٫۱
V	۱۷	۲۰	۱۶	۰٫۸	۱۳	۲۴	۱۹	۳۱	۲۷	۲۸	۲۶
Th	۱۰٫۲	۱۰٫۸	۱۲٫۱	۱۱٫۲	۸٫۳	۱۱٫۴	۹	۵٫۶	۶٫۸	۷٫۱	۱۲٫۱
Pb	۸٫۱	۲٫۵	۱۰٫۸	۱۴٫۸	۶٫۳	۹٫۴	۲٫۱	۷٫۲	۶٫۹	۴٫۳	۵٫۱
Cu	۲٫۴	۲٫۶	۵٫۶	۳	۸٫۲	۲٫۱	۲٫۲	۲٫۱	۲٫۳	۴٫۸	۵٫۱
Mo	۱	۱٫۱	۱٫۴	۱٫۱	۱٫۵	۱٫۲	۰٫۷	۱٫۱	۱٫۲	۱٫۱	۱٫۳
Ga	۱۶٫۴	۱۶٫۷	۱۵٫۶	۱۲٫۱	۱۰٫۷	۱۳٫۳	۱۲٫۷	۱۵٫۴	۱۱٫۳	۱۲٫۱	۱۳٫۱

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]



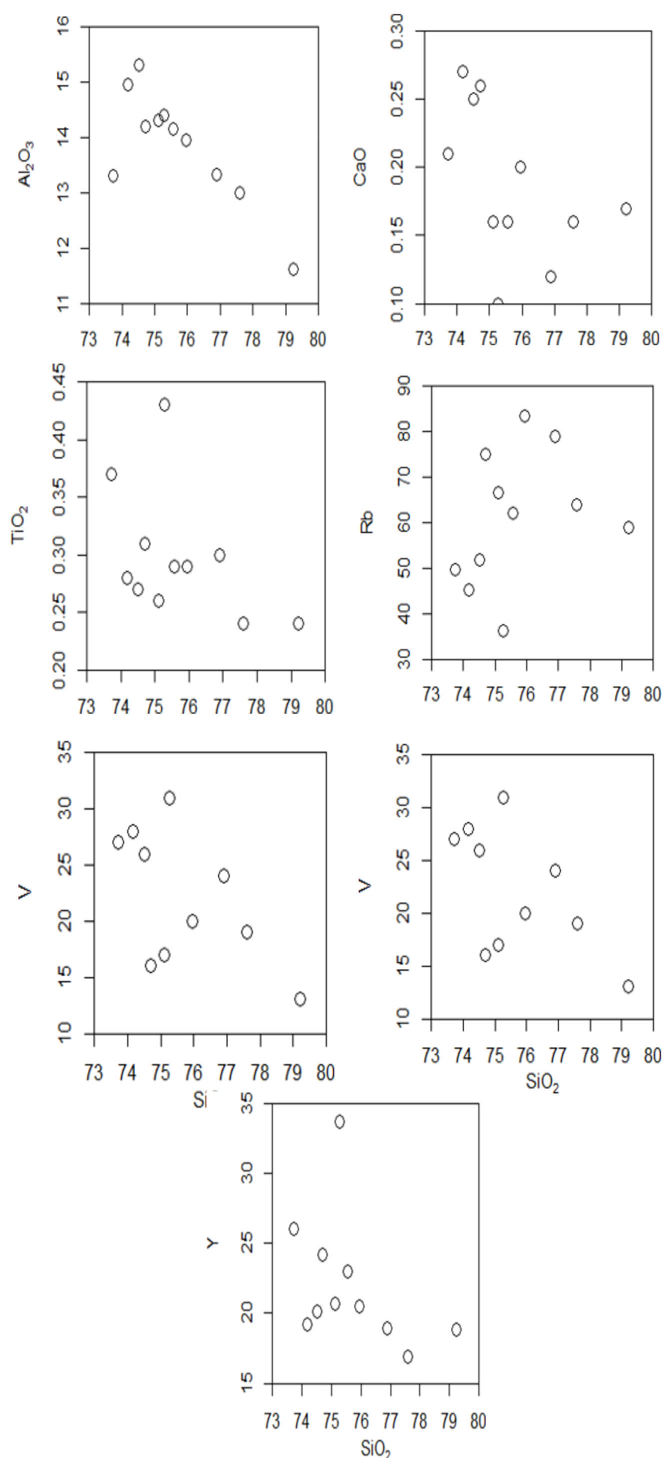
شکل ۵ الف) نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی [۲۰] که نمونه‌های مورد بررسی بر آن جایابی شده‌اند. ب) نمودار مجموع قلیایی‌ها نسبت به سیلیس [۲۱] که سنگ‌های مورد بررسی بر روی آن جایابی گردیده‌اند. پ) نمودار A/CNK نسبت به A/NK برای تعیین میزان اشباع از آلومین سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه ارلان [۲۲].

برای بررسی روند تغییرات اکسیدها و عناصر کمیاب در نمودارهای نوع هارکر [۲۳] از SiO_2 به عنوان ضریب جدایش استفاده گردید (شکل ۶). چنان که در شکل ۶ دیده می‌شود، روند تغییرات Al_2O_3، CaO، TiO_2، V و Y نسبت به SiO_2 کاهشی و روند تغییرات Rb نسبت به SiO_2 افزایشی است. روند نزولی Al_2O_3 با افزایش SiO_2 منطقی است، زیرا با افزایش SiO_2 در سنگ، مقدار کوارتز افزایش و در پی آن مقدار فلدسپار کاهش می‌یابد. روند نزولی CaO با افزایش SiO_2 با فرایند جدایش همخوانی دارد. روند نزولی عناصر به نسبت سازگار V و Y با افزایش SiO_2 نیز با فرایند جدایش همخوانی دارد. عنصر Rb یک عنصر کمیاب با ناسازگاری بالاست و طی فرایند جدایش، تمایل به حضور در فاز مذاب دارد و در نتیجه مقدار آن در سنگ‌های آذرین با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد.

عناصر خاکی نادر دارای قابلیت تحرک کمی بوده و در نتیجه طی فرایندهایی چون هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی گرمابی به نسبت غیرمتحرک هستند، در حالی که عناصر اصلی و بسیاری از عناصر کمیاب به آسانی، حتی در دمای پایین تا متوسط به ویژه در حضور فاز سیال، متحرک می‌شوند [۲۴] و از این رو شاخص سنگ‌شناسی خوبی به حساب می‌آیند. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۲۵] برای سنگ‌های مورد بررسی در شکل ۷ نشان داده شده است. دیده می‌شود که عناصر خاکی نادر سبک

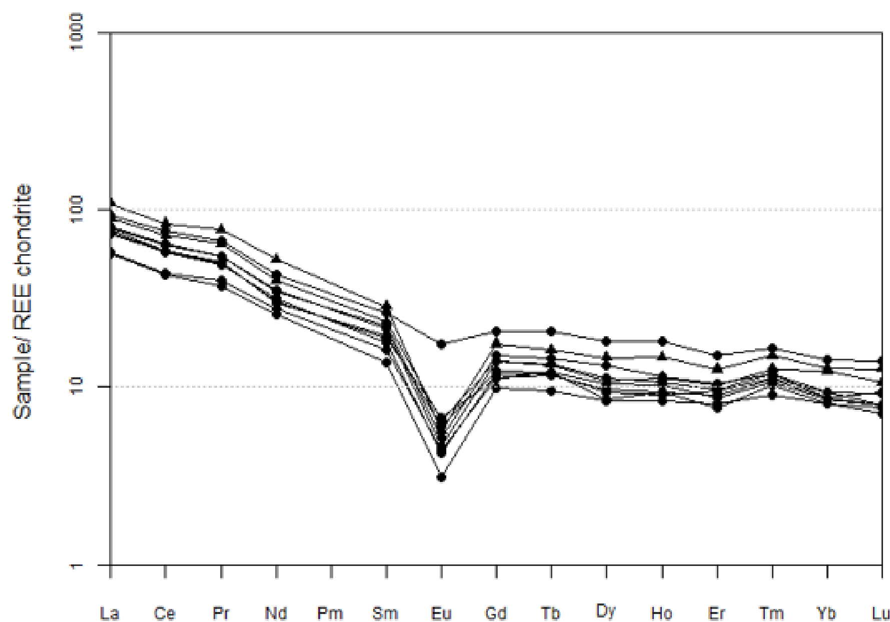
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]

(LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی آشکاری دارند. عمیق بودن خاستگاه ماگما، درجه ذوب بخشی پایین و وجود گارنت باقی مانده در خاستگاه از جمله دلایل غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها در نمودارهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده هستند [۲۶-۳۱]. عوامل دیگر موثر در ایجاد غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین ممکن است آلایش پوسته‌ای [۳۲، ۳۳] و یا فراوانی بالای این عناصر در سنگ خاستگاه باشند [۲۴، ۲۹]. ناهنجاری منفی Eu بیانگر تبلور جدایشی پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد بررسی است.



شکل ۶ نمودارهای تغییرات Al_2O_3، Fe_2O_3t، V، Sr، Co و Ni نسبت به SiO_2 برای سنگ‌های مورد بررسی [۲۳].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]



شکل ۷ نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های مورد بررسی [۲۵].

نمودار عنکبوتی بهنجار شده به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی [۳۴] برای نمونه‌های مورد بررسی در شکل ۸ الف نشان داده شده است. در این نمودار، عناصر Rb، Ba و Th ناهنجاری مثبت و عناصر Ta و Nb ناهنجاری منفی دارند. ناهنجاری مثبت Rb، Ba و Th به دلیل آمیختگی ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای و یا آلایش ماگماهای گوشته‌ای با سنگ‌های پوسته‌ای است [۳۵]. ناهنجاری منفی Nb-Ta از ویژگی‌های شاخص ماگماهای مناطق فرورانش است [۳۶]. ناهنجاری منفی Nb و Ta می‌تواند ناشی از کمبود این عناصر در خاستگاه [۳۷]، مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی [۳۸-۴۱] و یا پایداری فازهای دربردارنده این عناصر طی فرایند ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها طی جدایش باشد [۳۷] . در شکل‌های ۸ ب و پ، نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی [۳۴] برای توده‌های ودرت دی ریه، کوریگات، نوات و عمان (مربوط به جایگاه زمین‌ساختی پسابرخوردی) و توده‌های مال و اسکاگارد تشکیل شده در جایگاه زمین‌ساختی درون صفحه، آورده شده‌اند. شباهت بین نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های مورد بررسی (شکل ۸ الف) با این نمودارها نمایان و به ویژه با نمودارهای عنکبوتی شکل ۸ ب بسیار زیاد بوده و بنابراین می‌توان گفت که توده نفوذی ارلان نیز به احتمال بسیار در یک جایگاه زمین‌ساختی پسابرخوردی تشکیل شده است.

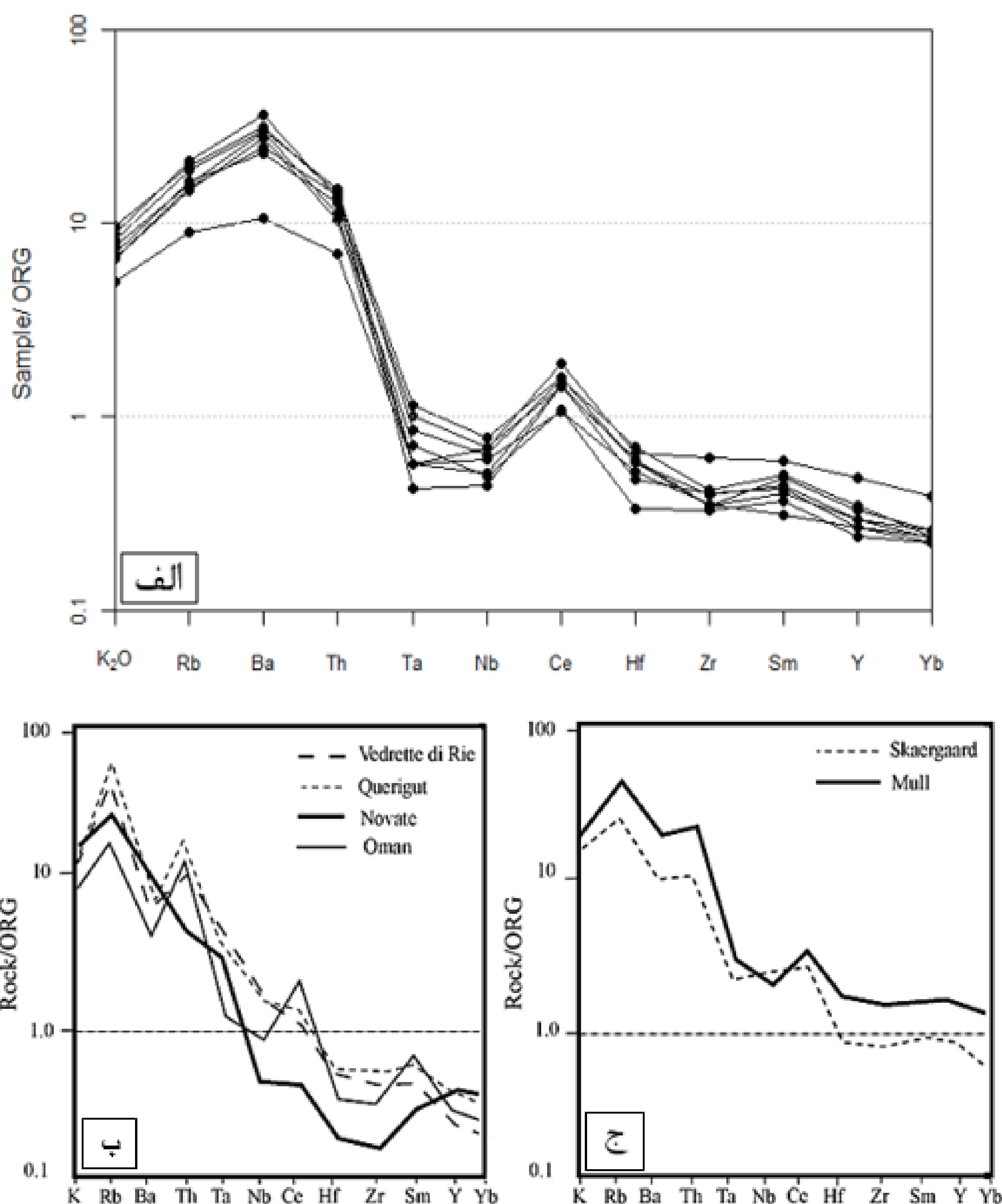
جایگاه زمین‌ساختی و نوع گرانیت‌های مورد بررسی

چنان که اشاره شد، شباهت آشکاری بین نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی [۳۴] برای سنگ‌های مورد بررسی و برخی توده‌های نفوذی تشکیل شده در جایگاه زمین‌ساختی پسابرخوردی (توده‌های نفوذی عمان، کوریگات و نوات ودرت دی ریه) و توده‌های نفوذی مال و اسکاگارد تشکیل شده در جایگاه زمین‌ساختی درون صفحه، وجود دارد. این شباهت‌ها تاییدی بر تشکیل سنگ‌های نفوذی مورد بررسی در یک جایگاه زمین‌ساختی پسابرخوردی است.

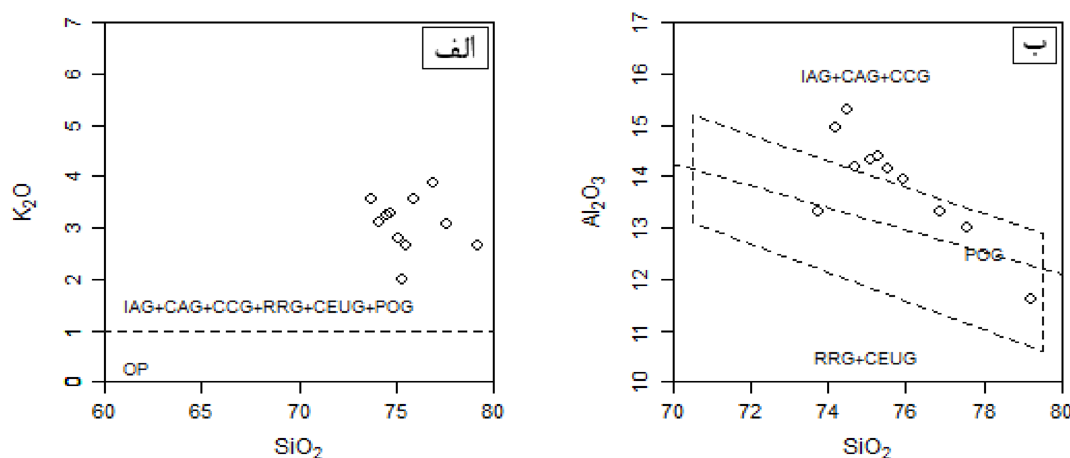
در این پژوهش، برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی ارلان از نمودارهایی استفاده شد که در ادامه به آنها اشاره می‌گردد. براساس نمودار شکل ۹ الف [۴۱] که برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP) از گرانیت‌های سایر جایگاه‌های زمین‌ساختی است، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو مشترک گرانیت‌های پس از کوهزایی (POG) با گرانیت‌های جزایر قوسی (IAG)، گرانیت‌های کمان قاره‌ای (CAG)، گرانیت‌های برخورد قاره‌ای (CCG)، گرانیت‌های در ارتباط با کافت‌های قاره‌ای (RRG) و گرانیت‌های بالاآمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG) قرار می‌گیرند. در نمودار شکل ۹ ب [۴۱] که برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی گرانیت‌های پس از کوهزایی از گرانیت‌های جزایر قوسی، گرانیت‌های کمان قاره‌ای، گرانیت‌های برخورد قاره‌ای،

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]

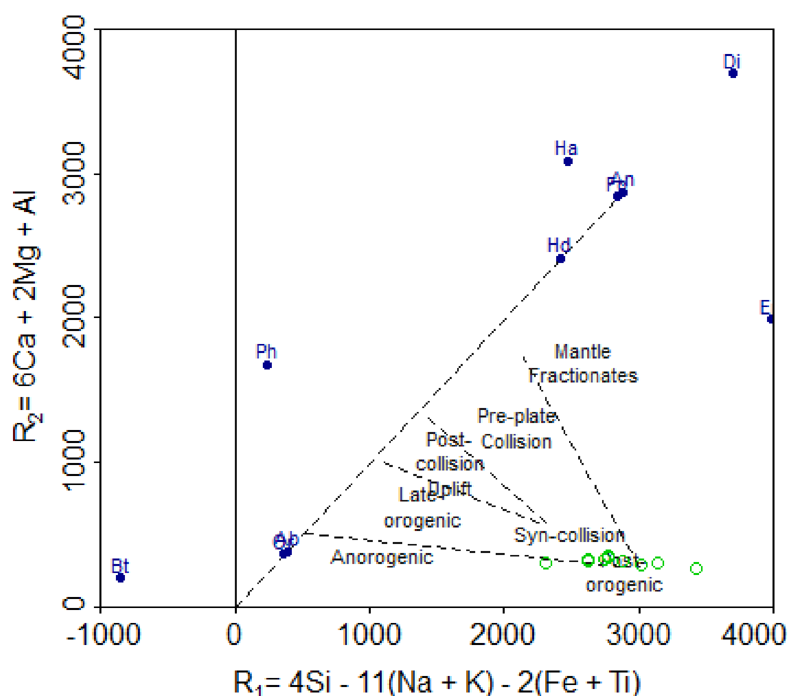
گرانیت‌های در ارتباط با کافت‌های قاره‌ای و گرانیت‌های بالاآمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای به کار می‌رود، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت‌های پس از کوهزایی و یا نزدیک به آن واقع می‌شوند. افزون بر این، براساس نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی ارایه شده توسط بچلور و بودن [۴۲] برای تفکیک گرانیت‌های پس از برخورد از گرانیت‌های همزمان با برخورد، گرانیت‌های غیر کوهزایی، گرانیت‌های اواخر کوهزایی، گرانیت‌های بالاآمدگی پس از برخورد، گرانیت‌های پیش از برخورد و گرانیت‌های جدایش یافته گوشته‌ای، نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت‌های پس از کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).



شکل ۸ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی [۳۴] برای الف) سنگ‌های مورد بررسی، ب) توده‌های ودرت دی ریه، کوریگات، نوات و عمان شکل گرفته در جایگاه زمین‌ساختی پسابرخوردی و پ) توده‌های مال و اسکاگارد تشکیل شده در جایگاه زمین‌ساختی درون صفحه .



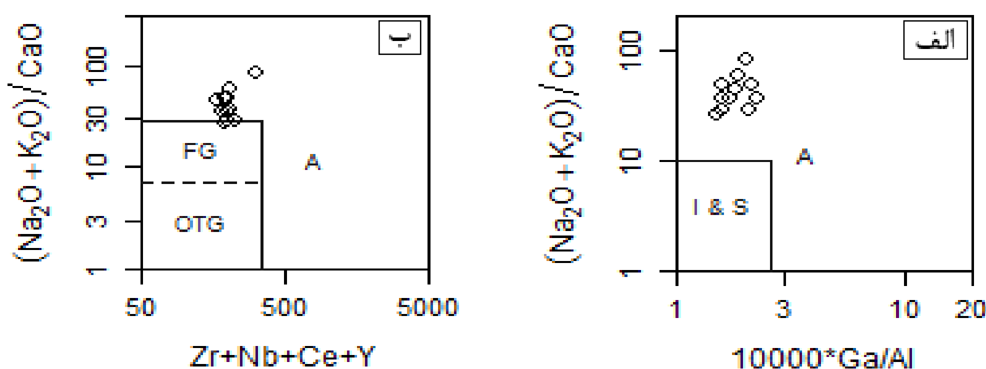
شکل ۹ نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها [۴۱] که سنگ‌های مورد بررسی بر آنها جایابی شده‌اند.



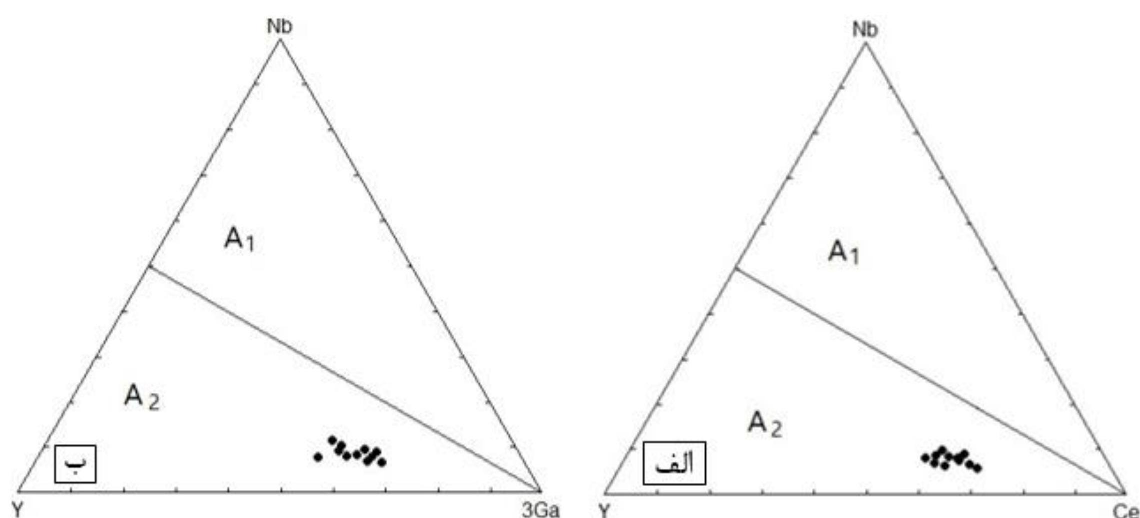
شکل ۱۰ نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها [۴۲] که سنگ‌های مورد بررسی بر آنها جایابی شده‌اند.

همچنین به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی از برخی نمودارهای مرجع [۱] استفاده گردید (شکل ۱۱). بر اساس نمودار $CaO/(Na_2O+K_2O)$ نسبت به Ga/Al (شکل ۱۱ الف) که گرانیت‌های نوع A را از گرانیت‌های نوع S و نوع I تفکیک می‌کند، همه نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت‌های نوع A قرار دارند. بر پایه نمودار $CaO/(Na_2O+K_2O)$ نسبت به Zr+Nb+Ce+Y (شکل ۱۱ ب) برای تفکیک گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های فلسیک جدایش یافته (FG) و گرانیت‌های جدایش نیافته نوع S، نوع I و نوع M (OTG)، همه نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت‌های نوع A واقع هستند.

گرانیت‌های نوع A بر اساس فراوانی برخی عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر در نمودارهای مثلثی مرجع [۹] به دو زیرگروه گرانیت‌های نوع A_1 و نوع A_2 تفکیک شده‌اند. براساس نمودار مثلثی Y-Nb-Ce (شکل ۱۲ الف)، همه نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت‌های نوع A2 قرار می‌گیرند. افزون بر این، در نمودار مثلثی Y-Nb-3Ga (شکل ۱۲ ب) همه نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیت‌های نوع A2 واقع می‌شوند.



شکل ۱۱ الف- نمودار $(Na_2O+K_2O)/CaO$ نسبت به 1000*Ga/Al و ب- نمودار $(Na_2O+K_2O)/CaO$ نسبت به Zr+Nb+Ce+Y. برای تعیین محیط زمین ساختی گرانیت‌ها [۱] که سنگ‌های مورد بررسی بر آنها جایابی شده‌اند.



شکل ۱۲ الف- نمودار مثلثی Y-Nb-Ce. ب- نمودار مثلثی Y-Nb-3Ga برای تفکیک محیط زمین ساختی گرانیت‌های نوع A به دو نوع A_1 و A_2 [۹] که سنگ‌های مورد بررسی بر آنها جایابی شده‌اند.

برداشت

توده نفوذی ارلان در دورترین بخش شمال شرقی پهنه ایران مرکزی و در کنار پهنه البرز- آذربایجان واقع است. بر اساس شواهد زمین‌شناسی و چینه‌شناسی، این توده سن کادومین دارد و در سازند کهر به سن پره‌کامبرین نفوذ نموده است. توده نفوذی ارلان تنوع سنگ‌شناسی محدودی دارد و از گرانیت فلدسپار قلیایی تا گرانیت تشکیل گردیده است. کانی‌های اصلی سنگ‌های مورد بررسی شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز بوده که با کانی‌های فرعی زیرکن و کانی‌های کدر همراه هستند. بافت سنگ‌های مورد بررسی بیشتر دانه‌ای بوده که با بافت‌های پرتیتی، گرانوفیری و میرمیکیتی همراه است. سنگ‌های مورد بررسی دارای ماهیت آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین هستند. این سنگ‌ها دارای غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست درشت‌یون هستند. افزون بر این، عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین غنی‌شدگی دارند. فراوانی بالای عناصر سنگ دوست درشت‌یون در نمونه‌های مورد بررسی ناشی از فراوانی بالای این عناصر در سنگ‌های خاستگاه است. غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین می‌تواند ناشی از درجه ذوب بخشی پایین، فراوانی بالای عناصر خاکی نادر سبک در خاستگاه و یا آلایش با سنگ‌های پوسته‌ای باشد. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده توده نفوذی ارلان شبیه الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده برای گرانیتوییدهای وابسته به محیط زمین‌ساختی پسابرخوردی و گرانیتوییدهای در ارتباط با محیط زمین‌ساختی درون صفحه‌ای است. بر اساس نتایج این پژوهش، توده گرانیتوییدی ارلان یک گرانیت نوع A و از زیرگروه A2 بوده و در یک جایگاه زمین‌ساختی پسابرخوردی از

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]

ذوب‌بخشی سنگ کره زیرقاره‌ای در یک محیط کششی تشکیل شده است. بر اساس شواهد زمین‌شناسی و چینه‌شناسی، تشکیل توده نفوذی ارلان به احتمال بسیار در ارتباط با فاز کششی پس از فاز فشارشی پان آفریقا بوده است.

قدردانی

مؤلفین مقاله از مسئولین محترم دانشگاه زنجان به جهت حمایت مالی از این تحقیق تشکر می‌نمایند. همچنین از داوران محترم که با ارایه نظرات ارزنده خود موجب ارتقای سطح علمی این مقاله شده‌اند، سپاسگزاری می‌گردد.

مراجع

[1] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "*A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 95 (1987) 407–419.

[2] Loiselle M.C., Wones D.R., *"Characteristics and origin of anorogenic granites"*, Abstracts papers to be presented at the annual meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego,CA.11, (1979) 468.

[3] Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W., "Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia", Contributions to Mineralogy and Petrology, 80 (1982) 189–200.

[4] Eby G.N., "*The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis*", Lithos, 26 (1990) 115–134.

[5] Bonin B., "A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects", Lithos, 97(1-2) (2007) 1–29.

[6] Boztuğ D., Harlavan Y., Arehart G.B., Satır M., Avcı N., *"K–Ar age, whole-rock and isotope geochemistry of A-type granitoids in the Divriği–Sivas region, eastern-central Anatolia, Turkey"*, Lithos, 97(1-2) (2007) 193–218.

[7] Jiang Y.H., Zhao P., Zhou Q., Liao S.Y., Jin G.D., "*Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous S-and A-type granites in the northwest of the Gan-Hang rift, SE China*", Lithos, 121(1-4) (2011) 55–73.

[8] Karsli O., Caran Ş., Dokuz A., Çoban H., Chen B., Kandemir R., "*A-type granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: Records for generation of hybrid A-type rocks in a subduction-related environment*", Tectonophysics, 530 (2012) 208–224.

[9] Eby G.N., *"Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications"*, Geology, 20(7) (1992) 641–644.

[10] Majidi A., *"Petrographic and petrogenesis study of south of Aralan granitoid pluton, southwest of Marand"*, M.Sc. thesis, University of Zanjan, (2012) 144 pp (in Persian).

[11] Emadi F., *"Petrology of the Shahbolaghi intrusion in comparison to that of Kahrizbeyge intrusion, west of Zanjan"*, M.Sc. thesis, University of Zanjan, (2010) 133 pp (in Persian).

[12] Baluchi S., *"Petrology of the Sarv-e-Jahan igneous rocks, northwest of Abhar"*, M.Sc. thesis, University of Zanjan, (2010) 115 pp (in Persian).

[13] Ahankoub M., Jahangiri A., Asahara Y., Moayyed M., "*Petrochemical and Sr-Nd isotope investigations of A-type granites in the east of Misho, NW Iran*", Arabian Journal of Geosciences, 6 (2013) 4833–4849.

[14] Jamei S., Ghorbani M., Jafari A., Williams I.S., Moayyed M., "Petrology and geochemistry of Shah Ashan Dagh mafic rocks and A-type granite in NE of Khoy, NW Iran", Geological Journal, 56(10) (2021) 5275–5289.

[15] Honarmand M., Nabatian Gh., Aflaki M., Ebrahimi M., "*Geology, dating and tectonic setting of the Moghanlu mylonitic gneiss and granite, west of Zanjan"*, Scientific Quarterly Journal, 29(116) (2020) 239–252.

[16] Asadian O., Mirzaee A.R., Mohajjel M., Hajialilu B., Eftekharnezhad J., *"Marand 1:100000 Geologic map"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, (1994).

[17] Eftekharnezhad J., Ghorashi M., Mehrparto M., Arshadi S., Zohrehbakhsh A., Bolurchi M.H., Saidi A., Behruzi A., Asadian O., *"Tabriz-Poldasht 1:2500000 Geologic map"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, (1989).

[18] Alavi M., "*Sedimentary and Structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran*", Geological Society of America Bulletin, 103 (1391) 983–992.

[19] Whitney D.L., Evans B.W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American mineralogist, 95(1) (2010) 185-187.

[20] De la Roche H.D., Leterrier J.T., Grandclaude P., Marchal M., *"A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature"*, Chemical geology, 29(1-4) (1980) 183-210

[21] Peccerillo A., Taylor S.R., "*Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the*

interpretation of granitic rocks", Journal of petrology, 25(4) (1984) 956-983.

[34] Harris C., "*The petrology of lavas and associated plutonic characteristics of collision zone magmatism. In: Cowards, M.P. and Reis, A.C. (Eds), Collision tectonics*", Special Publication, Geological Society of London, 19 (1986) 67–81.

[35] Geng H., Sun M., Yuan C., Xiao W., Zhao G., Zhang L., Wong K., Wu F., "*Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction?*", Chemical Geology, Vol: 266, (2009) 364–398.

[36] Wu F., Jahnb B., Wildec S.A., Lod C.H., Yuie T.F., Lina Q., Gea W., Suna D., "*Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic*", Lithos, 67 (2003) 191–204.

[37] Dostal J., Church B.N., Reynolds P.H., Hopkinson L., "*Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism*", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 170(1-3) (2001) 149–170.

[38] Nagudi N.O., Koberl C.H., Kurat G., "*Petrography and geochemistry of the Sing granite, Uganda, and implication for its origin*", Journal of African Earth Sciences, 35 (2003) 51–59.

[39] Shang G.K., Satir M., Siebel W., Nasifa E.N., Taubuld H., Liegeoise J.P., Tchoua F.M., "*Geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematic: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon*", Journal of African Earth Sciences, 40(1-2) (2004) 61–79.

[40] Molina J.F., Scarrow J.H., Montero P.G., Bea F., "*High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic–ultrabasic magmatism of Central Iberia*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 158(1) (2009) 69-98.

[41] Maniar P.D., Piccoli P.M., "*Tectonic discrimination of granitoids*", Geological society of America bulletin, 101(5) (1989) 635-643.

[42] Batchelor R.A., Bowden P., "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters", Chemical geology, 48(1-4) (1985) 43-55.

Kastamonu area, northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1) (1976) 63-81.

[22] Shand S.J., *"Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits with a chapter on meteorite"*, John Wiley & sons, Incorporated (1943).

[23] Harker A., *"The natural history of igneous rocks"*, Methuen and Company, (1909).

[24] Rollinson H., *"Using geochemical data. Evaluation, presentation, interpretation"*, New York, John Wily & Sons, (1993) 352 pp.

[25] Nakamura N., "*Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*", Geochimica et Cosmochimica Acta, 38(5) (1974) 757-775.

[26] McCurry P., Wright J.B., "*Geochemistry of calc-alkaline volcanics in northwestern Nigeria, and a possible Pan-African suture zone*", Earth and Planetary Science Letters, 37(1) (1977) 90-96.

[27] Wass S.Y., Rogers N.W., "*Mantle metasomatism precursor to continental alkaline volcanism*", Geochimica et Cosmochimica Acta, 44 (1980) 1881-1823.

[28] Wilson M., "*Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*", Unwin Hyman Ltd, (1989) 466 pp.

[29] Romick J.D., Kay S.M., Kay R.W., "*The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dacite tephra from the central Aleutians, Alaska*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 112(1) (1992) 101-118.

[30] Zhou L., Mab C., She Z., *"An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints"*, Geoscience Frontiers, 3(5) (2012) 635–646.

[31] Morata D., Oliva C., Cruz R., Suarz M., "*The boundaries gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian cordillera"*, Journal of South American Earth Sciences, 18 (2005) 147-162.

[32] Srivastava R.K., Singh R.K., *"Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton evidence for mantle metasomatism"*, Journal of Asian Earth Sciences, 23 (2004) 373-389.

[33] Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic*

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.649]